干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

# 青藏高原东北缘武山盆地中中新世炭屑记录及其古气候意义

周学文[1]， 魏 晓[1]， 陈 鹏[1]， 石天宇[1]， 惠争闯[1,2,3]

（1. 河南大学地理与环境学院，河南 开封 475004；2. 河南大学环境规划国家级实验教学示范中心，河南 开封 475004；3. 河南省地球系统观测与模拟重点实验室，河南 开封 475004）

**摘 要**：火是生态系统中的重要因子，是反映古气候和环境变化的重要标志。因此，重建火活动历史可以帮助我们理解过去的气候变化和火活动的机制，但是目前在全球范围内十分缺少对中新世时期高分辨率的火活动记录的研究。炭屑已被证明是重建火活动历史的有效替代性指标，基于青藏高原东北缘武山盆地中中新世时期高分辨率的炭屑记录，重建了研究区天然火活动历史，结合现有资料，探讨了火-植被-气候之间的关系以及研究区火活动对全球变化的响应。结果表明：(1) 15.30~13.60 Ma时期，炭屑总浓度变化范围为59~4324粒·g$^{-1}$，平均浓度为835粒·g$^{-1}$。炭屑形状以次圆形为主，且几乎所有的炭屑粒径都小于50 μm，反映出研究区天然火活动是以乔木植物燃烧的森林火活动为主，主要是区域性火活动。根据炭屑总浓度的变化趋势，将研究区天然火活动历史分为2个主要阶段。阶段Ⅰ(15.30~14.00 Ma)：炭屑总浓度逐步增加，平均浓度为866粒·g$^{-1}$。其中，阶段Ⅰ又可以细分为3个次要阶段，Ⅰa(15.30~14.38 Ma)：炭屑总浓度最低，平均浓度为693粒·g$^{-1}$；Ⅰb(14.38~14.20 Ma)：炭屑总浓度快速减少，平均浓度为1140粒·g$^{-1}$；Ⅰc(14.20~14.00 Ma)：炭屑总浓度急剧增加，平均浓度为988粒·g$^{-1}$。阶段Ⅱ(14.00~13.60 Ma)：炭屑总浓度急剧减少，平均浓度为777粒·g$^{-1}$。(2) 孢粉数据重建的研究区的植被和气候变化结果表明，15.30~14.38 Ma时期为开阔的森林植被，湿度较低；14.38~14.00 Ma时期乔木增加，湿度增加；14.00~13.60 Ma时期乔木属种显著减少，湿度降低。(3) 经过对比分析，炭屑总浓度变化趋势与乔木类花粉百分比趋势相近，次圆形炭屑浓度趋势与阔叶类植物花粉的百分比趋势显著正相关，认为武山盆地中中新世的天然火活动与森林植被的盖度（尤其是阔叶林的盖度）有较强联系，在气候温暖湿润的时期，炭屑浓度高。此外，通过对比炭屑总浓度趋势和深海底栖有孔虫氧同位素的变化，可以推测，全球温度变化可能通过影响研究区植被变化来对天然火活动产生重要影响。

**关 键 词**：武山盆地；中中新世；炭屑；天然火；古气候
**文章编号**：

火是地球生态系统中的重要因子，受气候和环境变化的影响，新生代全球火灾活动被认为是影响现代植被和气候改变的关键因素之一，因此天然火也被认作是反映气候变化的重要指标之一[1-4]。炭屑是由植物组织不完全燃烧或高温分解产生的黑色或深褐色无机碳化合物，通过风力和流水搬运沉积到地层中，能在地层中连续沉积且较好地保存，显微镜下鉴定为不透明、有棱角的黑色或棕色块状物[5-9]。已有的研究证明炭屑浓度可作为火活动强度（如过火面积）的替代性指标[4,10-11]，粒径大小可以反映火活动发生的距离和范围[12-13]，形态可以反映植被燃烧的类型（草本或乔木类植物）[5,14]。因此，炭屑可以为研究火活动历史[15]、火活动演化背后的驱动力以及气候和环境变化提供依据[11,14,16-17]。

**收稿日期**：2021-06-18； **修订日期**：2021-10-19
**基金项目**：国家自然科学基金项目(41877445)资助
**作者简介**：周学文(1999-)，男，硕士研究生，主要从事自然地理学与孢粉学研究. E-mail: XuewenZhou@henu.edu.cn
**通讯作者**：惠争闯(1981-)，男，博士，讲师，主要从事孢粉学与新近纪环境变化方面的研究. E-mail: huizhch@henu.edu.cn

目前，国内研究主要集中在对全新世海洋[18-19]、湖泊[20-22]、黄土-古土壤[7,23-25]等沉积物中炭屑的提取，利用炭屑浓度/沉积通量来重建火活动历史，结合孢粉、粒度、磁化率等气候替代指标探讨火活动与植被、人类活动以及气候和环境变化之间的关系[26-30]，而目前缺少更早地质历史时期高分辨率火活动记录的研究[1,31-33]，尤其对我国内陆地区的天然火活动历史和机制尚未进行广泛研究。本文选取位于青藏高原东北缘武山盆地，已有高分辨率古地磁年代控制的南峪剖面[34]，进行高分辨率炭屑记录的研究，重建了武山盆地中中新世天然火活动历史，探讨了研究区火活动历史演化机制以及对气候、环境和全球变化的响应。

## 1 研究区概况与剖面特征

地貌上，武山盆地位于青藏高原东北缘，地处天水盆地西部，是陇中盆地的次级盆地，位于甘肃省东部西秦岭断裂带上（图1）。气候分区上，武山盆地位于青藏高原高寒区、西北内陆干旱区和东部季风区的交汇地带，同时又处于“季风三角区”的顶点部位[35]，对气候变化非常敏感。现代气候属于温带大陆性半干旱半湿润季风气候，冬冷无严寒，夏热无酷暑，春秋相当，四季分明。年平均降水量为500 mm，年平均气温为9.6 ℃，降雨主要集中在夏季。研究区主要有针叶与阔叶混交林植被带、山地草甸植被带、草原植被带和干草原植被带4种植被类型[34,36-38]。

南峪剖面（104.9°E，34.7°N）位于武山县以南约7 km处（图1），海拔高度为1809 m，剖面厚度为338 m，本研究集中在中中新世气候转型时期[深度为0~171 m，年代为15.30~13.60 Ma（Ma：Megaannus/Million years，百万年）（图2a）[34]]。根据先前对岩性和沉积相的研究显示，湖相沉积主要分布在0~80 m和127~158 m深度的地层，主要由灰绿色泥灰岩、棕红色泥岩和棕色粉砂岩组成，偶尔有灰绿色砂岩；80~124 m和158~171 m深度的地层主要为河漫滩沉积，由含钙质结合的粉砂岩、泥岩和细砂岩组成（图2b）[36,38]。

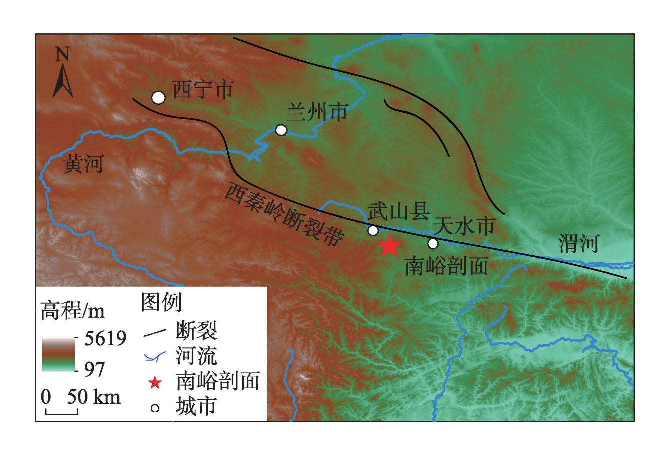



图1 研究区域与剖面位置示意图

Fig. 1 Schematic diagram of locations of the study area and section mentioned in the text

## 2 材料与方法

采用孢粉提取的方法对120个样品进行炭屑的提取。首先将已知数量的石松孢子（约27600粒·片$^{-1}$）加入到每个样品以确定炭屑浓度[32,39]；然后分别用10%浓度的稀盐酸（HCl）和40%浓度的氢氟酸（HF）以除去样品中的碳酸盐和硅酸盐，再用10 μm的筛布在超声波水浴中除去杂质[40]；最后用相对密度为2.0的重液（$ZnI_2$）来提取炭屑和花粉，并将处理后的样品存入2 mL的比色管中保存。将制备好的样品加入甘油进行制片，在显微镜下鉴定、统计和拍照。所有样品均在Leica DM 2000光学显微镜下进行炭屑和石松孢子统计分析，炭屑浓度根据以下公式进行计算：

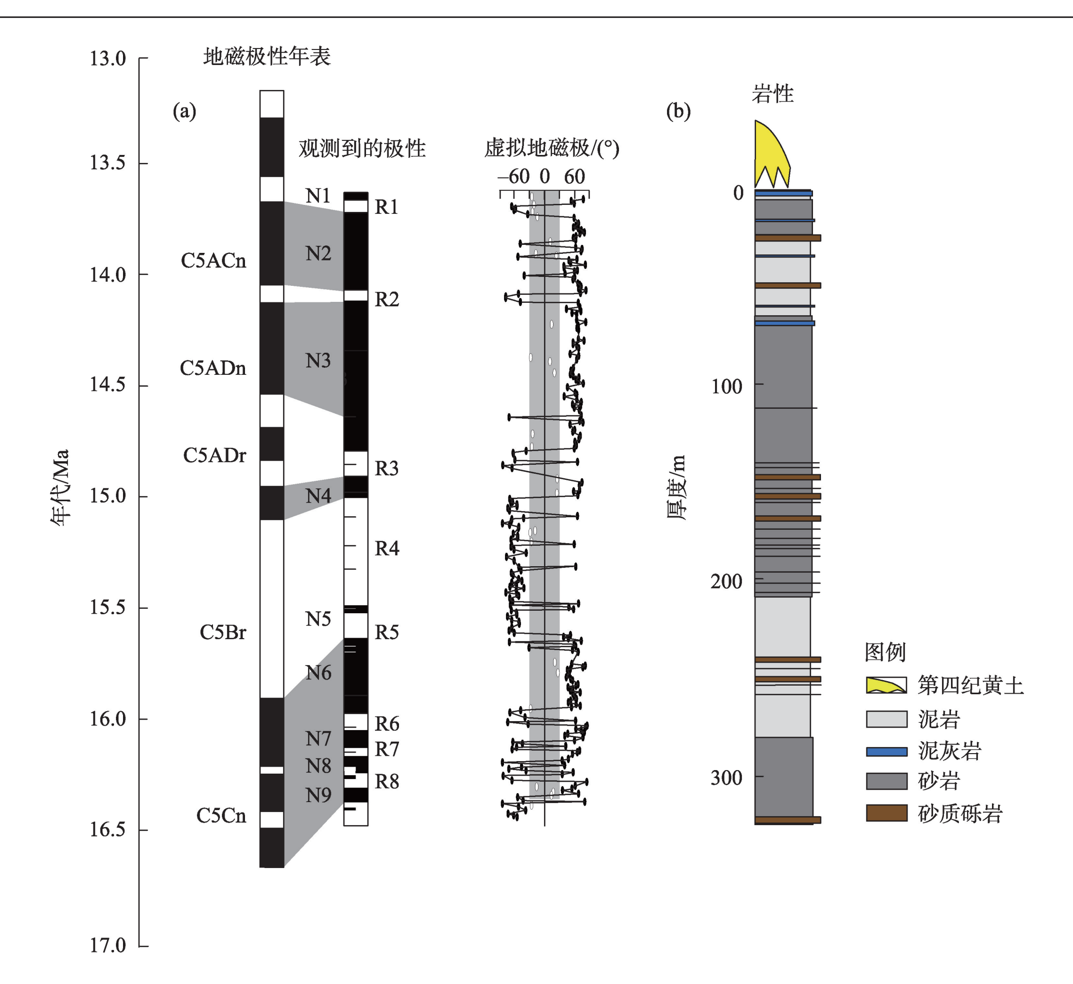
$$MC = N_x / B_x \times 27600 / W_x \qquad (1)$$

式中：MC为微炭屑的浓度（粒·g$^{-1}$）；$N_x$为统计到的微炭屑的数量；$B_x$为统计到的石松孢子的数量；$W_x$为样品的重量（g）；$x$为样品的编号。

通过计算炭屑的长轴与短轴的比值，将炭屑分为2类。比值大于2.5的炭屑归类为次长形（Sub-long，L）；比值小于2.5的炭屑归类为次圆形（Sub-round，R）[1,32-33]。依据长轴的长度，将炭屑分为<50 μm、50~100 μm和>100 μm共3种粒级[33]。为了保证数据的稳定性，每个样品统计的炭屑总数达到500粒以上[32]，鉴定出的炭屑在Leica DM5500B显微镜下拍照（图3）。

## 3 结果与分析

从炭屑的形状来看，以次圆形为主，其平均浓度为次长形的5倍左右；从炭屑的粒级来看，以粒径<50 μm的炭屑为主，其平均浓度是其他粒级的63




注：C5ACn等中的C5AC、C5AD、C5B和C5C表示地磁极性年表中磁异常的编号，n和r是指极性，其中n（normal）指正极，r（reverse）指反极；N1和R1等分别指观测到的极性中的正极和反极。

图2　南峪剖面磁性地层学和岩性

Fig. 2　Magnetic stratigraphy and lithology of Nanyu section

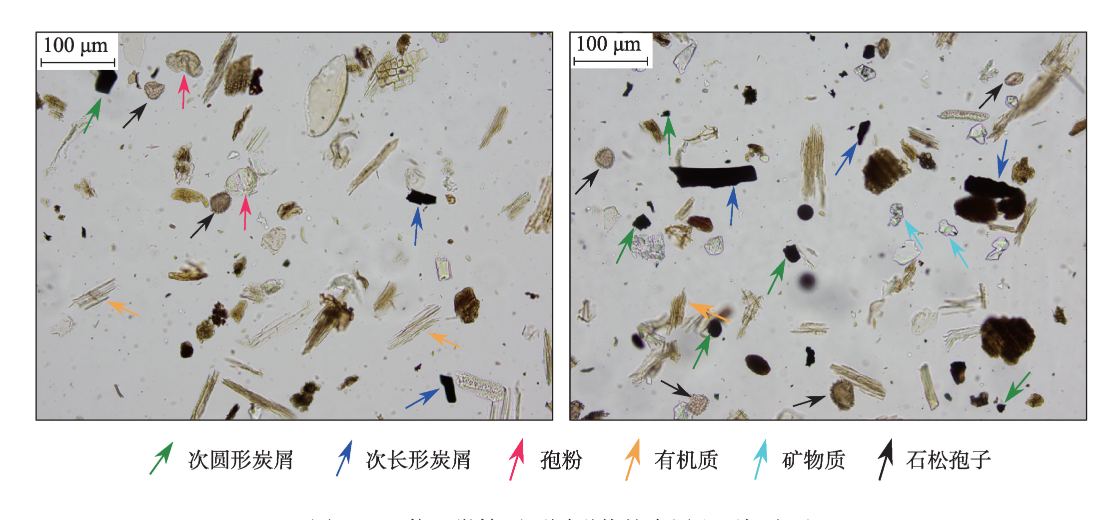



图3　200倍显微镜下不同形状的炭屑和石松孢子

Fig. 3　Different shapes of micro-charcoal and *Lycopodium* under microscope magnification of 200 times

倍。详细记录叙述如下：炭屑总浓度变化范围为59~4324粒·$g^{-1}$，平均浓度为835粒·$g^{-1}$。<50 μm的炭屑总浓度为57~4308粒·$g^{-1}$，平均浓度为822粒·$g^{-1}$；>50 μm的炭屑总浓度为0~118粒·$g^{-1}$，平均浓度为13粒·$g^{-1}$。次圆形炭屑浓度为42~3591粒·$g^{-1}$，平均浓度为677粒·$g^{-1}$；其中粒径<50 μm的次圆形炭

屑浓度为42~3583粒·g$^{-1}$，平均浓度为670粒·g$^{-1}$；50~100 μm的次圆形炭屑浓度为0~73粒·g$^{-1}$，平均浓度为7粒·g$^{-1}$；>100 μm的次圆形炭屑浓度为0~9粒·g$^{-1}$，平均浓度为1粒·g$^{-1}$。次长形炭屑浓度为2~837粒·g$^{-1}$，平均浓度为138粒·g$^{-1}$；其中粒径<50 μm的次长形炭屑浓度为2~829粒·g$^{-1}$，平均浓度为133粒·g$^{-1}$；50~100 μm的次长形炭屑浓度为0~52粒·g$^{-1}$，平均浓度为5粒·g$^{-1}$；>100 μm的次长形炭屑浓度为0~9粒·g$^{-1}$，平均浓度为1粒·g$^{-1}$（图4）。

根据炭屑总浓度变化趋势，将南峪剖面炭屑记录划分出2个主阶段（图5a）：

阶段Ⅰ（年代为15.30~14.00 Ma，深度为171~50 m，78个样品）：在这一阶段，次圆形炭屑浓度为58~3591粒·g$^{-1}$，平均浓度为726粒·g$^{-1}$；次长形炭屑浓度为2~732粒·g$^{-1}$，平均浓度为139粒·g$^{-1}$；炭屑总浓度为60~4324粒·g$^{-1}$，平均浓度为866粒·g$^{-1}$。在这一时期，炭屑总浓度、次圆形和次长形炭屑浓度的趋势都逐步增加。

其中阶段Ⅰ又可以细分为3个次阶段：

阶段Ⅰa（年代为15.30~14.38 Ma，深度为171~103 m，41个样品）：在这一次阶段，次圆形炭屑浓度为58~1940粒·g$^{-1}$，平均浓度为567粒·g$^{-1}$；次长形炭屑浓度为2~66粒·g$^{-1}$，平均浓度为126粒·g$^{-1}$；炭屑总浓度为60~2602粒·g$^{-1}$，平均浓度为693粒·g$^{-1}$。炭屑总浓度、次圆形和次长形炭屑浓度都逐步增加。

阶段Ⅰb（年代为14.38~14.20 Ma，深度为103~78 m，15个样品）：在这一次阶段，次圆形炭屑浓度为65~3591粒·g$^{-1}$，平均浓度为982粒·g$^{-1}$；次长形炭屑浓度为15~732粒·g$^{-1}$，平均浓度为177粒·g$^{-1}$；炭屑总浓度为103~4324粒·g$^{-1}$，平均浓度为1140粒·g$^{-1}$。炭屑总浓度、次圆形和次长形炭屑浓度快速降低。

阶段Ⅰc（年代为14.20~14.00 Ma，深度为78~50 m，22个样品）：在这一次阶段，次圆形炭屑浓度为236~2562粒·g$^{-1}$，平均浓度为849粒·g$^{-1}$；次长形炭屑浓度为35~430粒·g$^{-1}$，平均浓度为139粒·g$^{-1}$；炭屑总浓度为271~3082粒·g$^{-1}$，平均浓度为988粒·g$^{-1}$。炭屑总浓度、次圆形和次长形炭屑浓度显著增加。

阶段Ⅱ（年代为14.00~13.60 Ma，深度为50~0

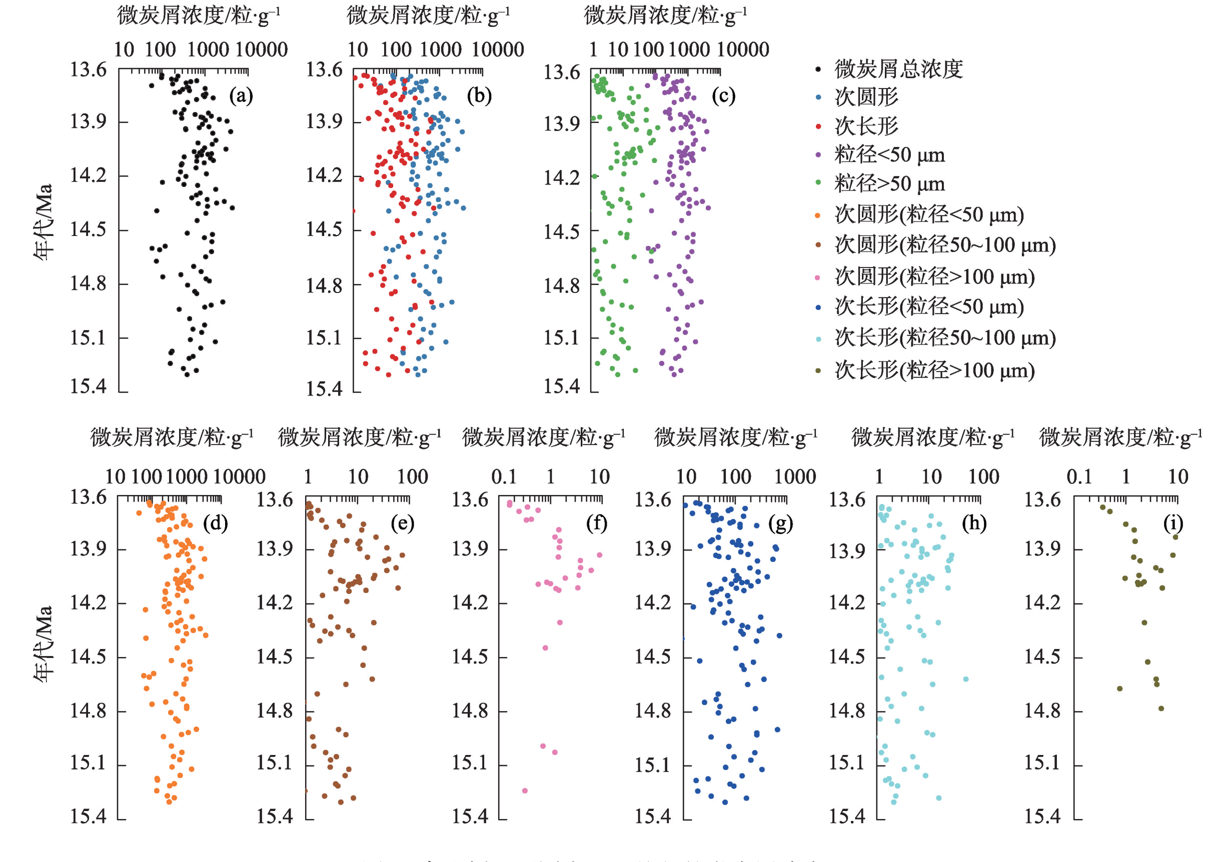
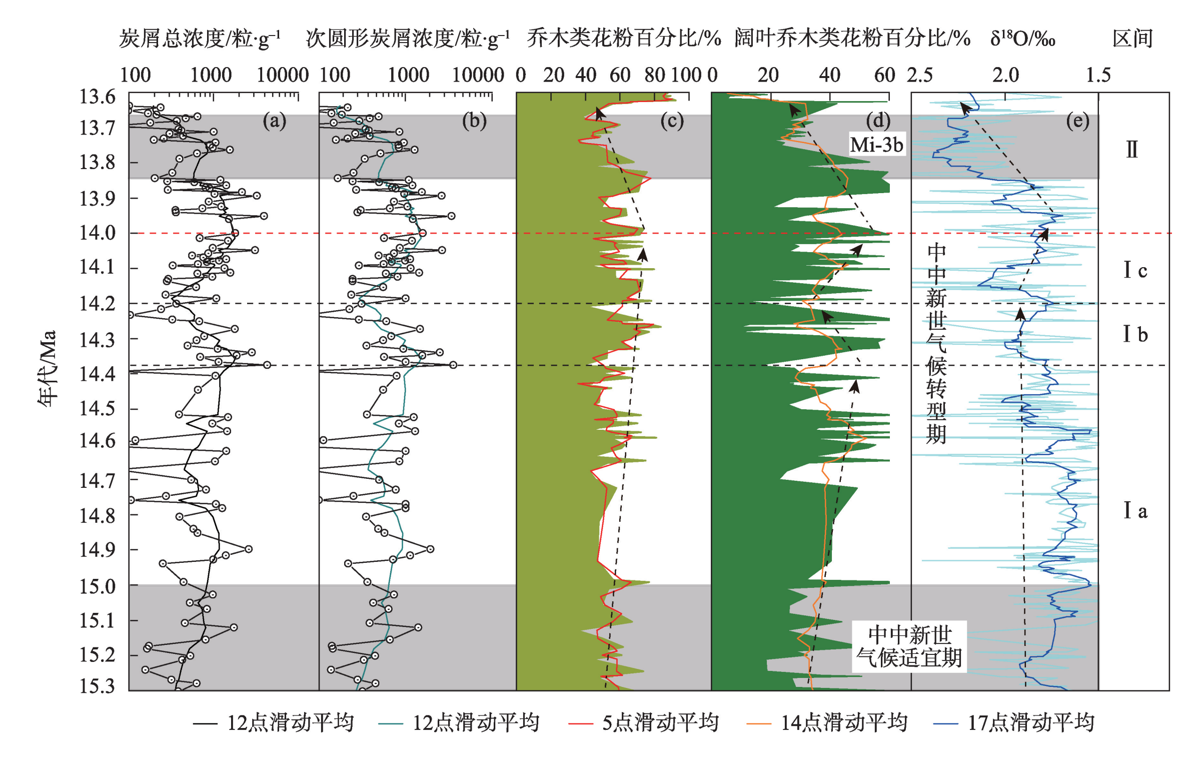



图4 南峪剖面不同类型和粒径的微炭屑浓度记录

Fig. 4 Micro-charcoal concentrations for different shapes and size classes in the Nanyu section




注：红色虚线和黑色虚线分别用来划分主阶段和次阶段；黑色箭头表示各项数据的变化趋势；Mi-3b表示全球降温事件。

图5 南峪剖面炭屑浓度与孢粉数据和全球深海 $^{18}O$ 同位素记录变化对比

Fig. 5 Comparison of micro-charcoal concentrations with sporopollen data in the Nanyu section and $\delta^{18}O$ isotope record derived from global deep sea records



m，42个样品）：在这一阶段，次圆形炭屑浓度为43~3389粒·g$^{-1}$，平均浓度为653粒·g$^{-1}$；次长形炭屑浓度为11~636粒·g$^{-1}$，平均浓度为124粒·g$^{-1}$；炭屑总浓度为58~3955粒·g$^{-1}$，平均浓度为777粒·g$^{-1}$。在这一时期炭屑总浓度、次圆形和次长形炭屑浓度都快速降低。

## 4 讨论

### 4.1 武山盆地中中新世天然火活动历史

现代研究表明，不同类型的植物燃烧产生炭屑的形状不同。经过破碎处理提取后的炭屑中，草本类植物的炭屑长与宽的比值平均为3.9±0.1；乔木类植物的炭屑长与宽比值平均为1.8±0.1[14,41]。因此，次圆形炭屑浓度可以反映森林火活动强度，次长形炭屑浓度反映草原地区火活动强度。南峪剖面炭屑记录显示（图4b），次圆形（长与宽比值小于2.5）炭屑浓度远高于次长形（长与宽比值大于2.5）炭屑浓度，次圆形炭屑平均浓度约是次长形的5倍，反映研究区的天然火活动是以乔木类的植物燃烧为主，主要发生在森林地区[1]。

炭屑的粒径反映火活动的距离和范围。现代炭屑运输过程研究表明，只有当炭屑的粒径大于125 μm时，才能假设它们来自当地[13,33]。炭屑记录显示（图4c），粒径<50 μm的炭屑浓度（822粒·g$^{-1}$）是粒径>50 μm（13粒·g$^{-1}$）的63倍左右，其中粒径>100 μm的炭屑极其稀少，反映了研究区主要是大范围的区域性火活动。

炭屑总浓度趋势反映火活动的变化。炭屑浓度越高，区域火活动强度越高，反之区域火活动强度越低[1,16-17,32]。炭屑记录显示（图5a），炭屑总浓度趋势在15.30~14.00 Ma时期逐步增加，在14.00~13.60 Ma时期急剧降低，反映出研究区天然火活动在15.30~14.00 Ma时期逐步增加，在14.00~13.60 Ma时期迅速减少。

### 4.2 武山盆地火活动机制探讨

**4.2.1 天然火活动对植被变化的响应** 炭屑来源于植物的燃烧，植被和炭屑的关系最为密切，植物燃烧受到多重因素的影响，例如，大气中的湿度和温度、植被的种类和数量、雷电、火山岩浆的喷发等[4,19,42-44]。孢粉记录显示，在中中新世时期，武山盆地植被类

型为针叶阔叶混交林[36]。从植物的分布来看，针叶林和阔叶林构成了森林植被的冠层，其中针叶林主要生长在高海拔地区，阔叶林生长在中低海拔地区，草本和灌木生长在林下层[36]。

对比孢粉数据和炭屑浓度变化趋势（图5a~d）。在次阶段Ⅰa(15.30~14.38 Ma)，乔木类花粉百分相对较低，炭屑总浓度、次圆形炭屑浓度和阔叶类花粉百分比逐步增加，表明在这一时期湿度相对较低，森林植被相对开阔，阔叶林的盖度逐步增加；在次阶段Ⅰb(14.38~14.20 Ma)，乔木花粉百分比趋势增加，而炭屑总浓度、次圆形炭屑浓度和阔叶类花粉百分比趋势显著降低，表明这一时期的森林整体盖度增加，但是低海拔地区的阔叶林盖度降低；在次阶段Ⅰc(14.20~14.00 Ma)，乔木花粉百分比较高且保持稳定，阔叶乔木类花粉百分比、炭屑总浓度和次圆形炭屑浓度的趋势都显著增加，表明这一时期湿度增加，阔叶林的盖度增加；阶段Ⅱ(14.00~13.60 Ma)，炭屑总浓度、次圆形炭屑浓度、乔木类花粉百分比以及阔叶乔木类花粉百分比趋势显著降低，表明在这一个时期的森林植被和阔叶林的盖度都显著降低。

火活动强度与气候条件、可燃物生物量和植被类型及其抗火性有关[45]。炭屑总浓度和次圆形炭屑浓度的变化趋势与乔木花粉百分比变化趋势相近（图5a~c），与阔叶植物花粉百分比变化趋势相一致（图5a~b、d），且炭屑数据结果表明武山盆地天然火活动是以森林火活动为主。相关性分析结果表明，次圆形炭屑浓度趋势与阔叶花粉百分比显著相关，此外孢粉数据显示，在15.30~13.60 Ma时期，针叶乔木类花粉占乔木类花粉平均值为37%，阔叶乔木类花粉平均占比为63%，综合以上各个阶段植被变化趋势与炭屑浓度变化趋势的对比分析，可以推测武山盆地天然火活动主要发生在低海拔的阔叶林地区，火活动强度受阔叶林盖度变化的影响。在气候温暖湿润时期，炭屑总浓度高于相对寒冷的时期，天然火活动强度高。

现代森林火的时空动态演化调查结果显示，在全球变暖的背景下，全球各地的森林火灾呈明显增长态势，森林火灾随着气温升高而增多，主要是由于气候变暖影响植物的性质和森林植被的分布等因素，影响森林的易燃性和燃烧性[46-48]。此外，温暖湿润气候条件适宜植被生长和发育，生物量累计增加，为火灾活动提供了更多的燃料，频繁的暴风雨和雷电也是致使森林火活动增加的原因之一[49]。对比了银川盆地[28]、德国西部的埃菲尔火山地区[29]、云南省南部[50]和美国爱达荷州南部的贝尔和山脉地区[51]等其他地区的森林火活动历史演化机制，发现气候变化是引起森林火活动的主要原因，在相对温暖湿润的气候条件下，森林火活动强度高。

**4.2.2 武山盆地地区天然火对全球变化的响应** 为了探求武山盆地中中新世时期天然火活动与全球变化之间的关系，将炭屑总浓度趋势与深海底栖有孔虫氧同位素记录变化趋势进行对比分析[52]（图5a、e）。分析结果显示，在中中新世气候适宜期向中中新世气候转型期的过渡时期，来自深海底栖有孔虫 $^{18}O$ 同位素含量在这一时期保持稳定，全球平均温度较高，变化幅度小（图5e），在这样一个全球温度背景下，武山盆地森林植被覆盖面积和生物量逐渐增加，天然火活动逐步增强。在14.20 Ma之后，$^{18}O$ 同位素含量显著降低，是一个全球温度上升的时期，孢粉数据重建的植被和气候变化很好地对应了这一全球气候变暖时期[36,52]。炭屑记录显示，在这一气候进一步变暖时期，炭屑总浓度显著增加。在炭屑总浓度急剧降低的14.00~13.60 Ma时期，深海底栖有孔虫的 $^{18}O$ 同位素记录在这一时期显著增加（图5a、e），全球温度显著降低[52-53]。孢粉数据显示这一时期森林盖度急剧降低，主要是由于阔叶乔木类花粉百分比急剧降低，耐寒的针叶林取代阔叶林成为森林植被的主要组成部分[36]，森林火活动在这一时期迅速减少。与这一现象最具对比性的全球性事件可能是Mi-3事件[54]，后分裂为Mi-3a和Mi-3b，假设这一森林火活动显著降低的时期对应着Mi-3b时期(13.82~13.65 Ma)[54-55]。Mi-3冷却事件对植被和生物都产生重大影响，14.00~13.50 Ma时期的中欧，记录到暖期的突然结束，大多数嗜热生物类群发生区域灭绝事件[56]。由此推测，在中中新世气候转型期，全球变冷导致地球上的多数生物发生大规模死亡，武山盆地植被发生转变，森林植被的盖度显著降低，生物量大幅减少，天然火活动迅速减少。对比武山盆地炭屑总浓度与全球深海底栖有孔虫 $^{18}O$ 同位素记录的变化趋势，推测出研究区天然火活动与全球温度变化有较强的联系，全球温度变化可能通过影响武山盆地植被变化来对研究区天然火活动产生重要影响。

## 5 结 论

炭屑已被证明是重建古火活动的有效替代指标。本研究基于武山盆地中中新世沉积物中高分辨率的炭屑记录,重建了武山盆地地区中中新世时期(15.30~13.60 Ma)的天然火活动历史。炭屑记录反映研究区火活动是以木本植物燃烧的森林火灾活动为主,主要是区域性火活动。炭屑总浓度的变化趋势反映的研究区天然火活动在15.30~14.00 Ma时期逐步增强,然后在14.00~13.60 Ma时期迅速减少。通过对比已有的气候和环境指标数据,探讨了天然火活动与气候环境变化之间的关系,以及对全球温度变化的响应,得到以下结论:

(1) 由炭屑记录反映的武山盆地天然火活动是以森林火活动为主,天然火活动的强度与阔叶林的盖度关系密切。天然火活动受气候变化的影响,在温暖湿润的气候条件下,森林植被的盖度增加,天然火活动增强,炭屑总浓度高。

(2) 通过对比炭屑总浓度与深海底栖有孔虫 $^{18}O$ 同位素记录的变化趋势,发现炭屑总浓度与全球温度的变化有较强的联系,可以推测,全球温度变化可能通过影响武山盆地植被变化来对研究区天然火活动产生重要影响。

### 参考文献(References)


[1] Miao Y F, Wu F L, Warny S, et al. Miocene fire intensification linked to continuous aridification on the Tibetan Plateau[J]. Geology, 2019, 47(4): 303-307.

[2] Edwards E J, Osborne C P, Stroemberg C A E, et al. The origins of C4 grasslands: Integrating evolutionary and ecosystem science[J]. Science, 2010, 328(5978): 587-591.

[3] Bowman D M J S, Balch J K, Artaxo P, et al. Fire in the earth system[J]. Science, 2009, 324(5926): 481-484.

[4] Filion L. A relationship between dunes, fire and climate recorded in the Holocene deposits of Quebec[J]. Nature, 1984, 309(5968): 543-546.

[5] 李宜垠, 侯树芳, 赵鹏飞. 微炭屑的几种统计方法比较及其对人类活动的指示意义[J]. 第四纪研究, 2010, 30(2): 356-363. [Li Yiyin, Hou Shufang, Zhao Pengfei. Comparison of different quantification methods for microfossil charcoal concentration and the implication for human activities[J]. Quaternary Sciences, 2010, 30(2): 356-363. ]

[6] Winkler M G. Charcoal analysis for paleoenvironmental interpretation: A chemical assay[J]. Quaternary Research, 1985, 23(3): 313-326.

[7] 曹艳峰, 黄春长, 韩军青, 等. 黄土高原东西部全新世剖面炭屑记录的火环境变化[J]. 地理与地理信息科学, 2007, 23(1): 92-96. [Cao Yanfeng, Huang Chunchang, Han Junqing, et al. Changes of fire environment recorded by charcoal hided in Holocene profiles in the eastern and western Loess Plateau[J]. Geography and Geo-Information Science, 2007, 23(1): 92-96. ]

[8] 李小强, 周新郢, 尚雪, 等. 黄土炭屑分级统计方法及其在火演化研究中的意义[J]. 湖泊科学, 2006, 18(5): 540-544. [Li Xiaoqiang, Zhou Xinying, Shang Xue, et al. Different-(kPa/℃) size method of charcoal analysis in loess and its significance in the study of fire variation[J]. Journal of Lake Sciences, 2006, 18(5): 540-544. ]

[9] Swain A M. A history of fire and vegetation in northeastern Minnesota as recorded in lake sediments[J]. Quaternary Research, 1973, 3(3): 383-390.

[10] 郭小丽. 我国古环境中炭屑的研究现状与展望[J]. 冰川冻土, 2011, 33(2): 342-348. [Guo Xiaoli. Advance of charcoal study for paleoenvironment in China[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2011, 33(2): 342-348. ]

[11] Patterson W A, Edwards K J, Maguire D J. Microscopic charcoal as a fossil indicator of fire[J]. Quaternary Science Reviews, 1987, 6(1): 3-23.

[12] Leys B, Brewer S C, Mcconaghy S, et al. Fire history reconstruction in grassland ecosystems: Amount of charcoal reflects local area burned[J]. Environmental Research Letters, 2015, 10(11): 114009, doi: 10.1088/1748-9326/10/11/114009.

[13] Whitlock C, Millspaugh S H. Testing the assumptions of fire-history studies: An examination of modern charcoal accumulation in Yellowstone National Park, USA[J]. The Holocene, 1996, 6(1): 7-15.

[14] 张健平, 吕厚远. 现代植物炭屑形态的初步分析及其古环境意义[J]. 第四纪研究, 2006, 26(5): 857-863. [Zhang Jianping, Lü Houyuan. Preliminary study of charcoal morphology and its environmental significance[J]. Quaternary Sciences, 2006, 26(5): 857-863. ]

[15] Brown K J, Hebda N J, Conder N, et al. Changing climate, vegetation, and fire disturbance in a sub-boreal pine-dominated forest, British Columbia, Canada[J]. Canadian Journal of Forest Research, 2017, 47(5): 615-627.

[16] Macdonald G M, Larsen C, Szeicz J M, et al. The reconstruction of boreal forest fire history from lake sediments: A comparison of charcoal, pollen, sedimentological, and geochemical indices[J]. Quaternary Science Reviews, 1991, 10(1): 53-71.

[17] 徐鑫, 李宜垠. 基于3种不同类型的炭屑数据定量重建大兴安岭火历史的结果对比[J]. 第四纪研究, 2015, 35(4): 960-966. [Xu Xin, Li Yiyin. Comparison of the fire history reconstructions from three different kinds of charcoal data on the same site, Daxing'an Mountain[J]. Quaternary Sciences, 2015, 35(4): 960-966. ]

[18] 罗运利, 陈怀成, 吴国瑄, 等. 南海最近3个冰期旋回中的天然火与气候——ODP1144孔深海沉积中的炭屑记录[J]. 中国科

学(D辑: 地球科学), 2001, 31(10): 854-860. [Luo Yunli, Chen Huaicheng, Wu Guoxuan, et al. Records of natural fire and climate history during the last three glacial-interglacial cycles around the South China Sea: Charcoal record from the ODP1114[J]. Scientia Sinica (Terrae), 2001, 31(10): 854-860. ]

[19] 孙湘君, 李逊, 陈怀成. 南海北部最近37 ka以来天然火与气候[J]. 中国科学(D辑: 地球科学), 2000, 30(2): 163-168. [Sun Xiangjun, Li Xun, Chen Huaicheng. Natural fire and climate in the northern part of the South China Sea since the last 37 ka[J]. Scientia Sinica (Terrae), 2000, 30(2): 163-168. ]

[20] 王梓莎, 苗运法, 赵永涛, 等. 柴达木盆地北缘湖泊表层沉积物炭屑特征及其环境意义[J]. 中国沙漠, 2020, 40(4): 10-17. [Wang Zisha, Miao Yunfa, Zhao Yongtao, et al. Characteristics of microcharcoal in the lake surface sediments in the northern margin of Qaidam Basin of China and its environmental significance [J]. Journal of Desert Research, 2020, 40(4): 10-17. ]

[21] 吴立, 张梦翠, 计超, 等. 全新世巢湖沉积物炭屑记录的火环境变化[J]. 地理科学, 2016, 36(12): 1920-1928. [Wu Li, Zhang Mengcui, Ji Chao, et al. Charcoal recorded fire environment change during the Holocene from the sediment of the Chaohu Lake, east China[J]. Scientia Geographica Sinica, 2016, 36(12): 1920-1928. ]

[22] 贾铁飞, 高鑫, 王峰. 近百年来长江荆江段牛轭湖沉积的孢粉、炭屑特征及其环境意义——以天鹅洲、尺八湖为例[J]. 长江流域资源与环境, 2017, 26(10): 145-155. [Jia Tiefei, Gao Xin, Wang Feng. Significance of pollen and charcoal characteristices to the oxbow environmental change events at Jingzhou the Yangtze River in recent 100 years: A case study of Tian'e and Chiba Lake [J]. Resources and Environment in the Yangtze Basin, 2017, 26 (10): 145-155. ]

[23] 谭志海, 黄春长, 庞奖励, 等. 陇东黄土高原北部全新世野火历史的木炭屑记录[J]. 第四纪研究, 2008, 28(4): 733-738. [Tan Zhihai, Huang Chunchang, Pang Jiangli, et al. Charcoal recorded Holocene fire history in the northern part of the Longdong Loess Plateau[J]. Quaternary Sciences, 2008, 28(4): 733-738. ]

[24] 谭志海, 黄春长, 庞奖励, 等. 渭河流域全新世土壤剖面木炭屑记录及其古环境意义[J]. 中国生态农业学报, 2010, 18(1): 25-30. [Tan Zhihai, Huang Chunchang, Pang Jiangli, et al. Charcoal records of Holocene loess-soil sequences and its palaeoenvironmental significance in Weihe River Drainage[J]. Chinese Journal of Eco-Agriculture, 2010, 18(1): 25-30. ]

[25] Li X Q, Sun N, Dodson J, et al. Human activity and its impact on the landscape at the Xishanping site in the western Loess Plateau during 4800-4300 cal yr BP based on the fossil charcoal record [J]. Journal of Archaeological Science, 2012, 39(10): 3141-3147.

[26] 蔡晓敏, 苗运法, 靳鹤龄, 等. 全新世中期毛乌素沙地炭屑记录与火灾历史[J]. 中国沙漠, 2015, 35(5): 1156-1162. [Cai Xiaomin, Miao Yunfa, Jin Heling, et al. Mid-Holocene charcoal records and fire history in the east edge of the Mu Us Sandy Land, China [J]. Journal of Desert Research, 2015, 35(5): 1156-1162. ]

[27] 李小强, 赵宏丽, 闫敏华, 等. 东北三江平原全新世火演化及其与植被和气候的关系[J]. 地理科学, 2005, 25(2): 177-182. [Li Xiaoqiang, Zhao Hongli, Yan Minhua, et al. Fire variations and relationship among fire and vegetation and climate during Holocene at Sanjiang Plain, northeast China[J]. Scientia Geographica Sinica, 2005, 25(2): 177-182. ]

[28] Shi Y L, Pan B L, Wei M L, et al. Wildfire evolution and response to climate change in the Yinchuan Basin during the past 1.5 Ma based on the charcoal records of the PL02 core[J]. Quaternary Science Reviews, 2020, 241: 106393, doi: 10.1016/j.quascirev.2020.106393.

[29] Kappenberg A, Amelung W, Conze N, et al. Fire-vegetation relationships during the last glacial cycle in a low mountain range (Eifel, Germany)[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2020, 562(6): 110140, doi: 10.1016/j.palaeo.2020.110140.

[30] Ma Y Z, Wu F L, Fang X M, et al. Pollen record from red clay sequence in the central Loess Plateau between 8.10 and 2.60 Ma[J]. Chinese Science Bulletin, 2005, 50(19): 2234-2242.

[31] Hoetzel S, Dupont L, Schefu E, et al. The role of fire in Miocene to Pliocene C4 grassland and ecosystem evolution[J]. Nature Geoscience, 2013, 6(12): 1027-1030.

[32] Miao Y F, Fang X M, Song C H, et al. Late Cenozoic fire enhancement response to aridification in mid-latitude Asia: Evidence from microcharcoal records[J]. Quaternary Science Reviews, 2016, 139: 53-66.

[33] Hui Z C, Gowan E J, Hou Z F, et al. Intensified fire activity induced by aridification facilitated Late Miocene C4 plant expansion in the northeastern Tibetan Plateau, China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2021, 573: 110437, doi: 10.1016/j.palaeo.2021.110437.

[34] Liu S P, Li J J, Stockli D, et al. Late Tertiary reorganizations of deformation in northeastern Tibet constrained by stratigraphy and provenance data from eastern Longzhong Basin[J]. Journal of Geophysical Research Solid Earth, 2015, 120(8): 5804-5821.

[35] Li J J, Feng Z D. Late Quaternary monsoon patterns on the Loess Plateau of China[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 1988, 13: 125-135.

[36] Hui Z C, Li J J, Song C H, et al. Vegetation and climatic changes during the Middle Miocene in the Wushan Basin, northeastern Tibetan Plateau: Evidence from a high-resolution palynological record[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2017, 147: 116-127.

[37] Wang Z C, Zhang P Z, Garzione C N, et al. Magnetostratigraphy and depositional history of the Miocene Wushan Basin on the NE Tibetan Plateau, China: Implications for middle Miocene tectonics of the west Qinling fault zone[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2012, 44: 189-202.

[38] 何况. 武山地区中新世磁性地层年代及气候变化研究[D]. 兰州: 兰州大学, 2013. [He Kuang. Magnetostratigraphy and paleoclimatic significance of Miocene sediment in Wushan Region[D].

Lanzhou: Lanzhou University, 2013.

[39] Maher L J. Statistics for microfossil concentration measurements employing samples spiked with marker grains[J]. Review of Palaeobotany and Palynology, 1981, 32(2): 153-191.

[40] 王梓莎, 赵永涛, 苗运法, 等. 以孢粉学方法为例浅论黄土沉积物中微体炭屑的统计问题[J]. 干旱区地理, 2020, 43(3): 661-670. [Wang Zisha, Zhao Yongtao, Miao Yunfa, et al. Statistical problem of microcharcoal in loess sediments based on the pollen methodology[J]. Arid Land Geography, 2020, 43(3): 661-670. ]

[41] Umbanhowar C E, Mcgrath M J. Experimental production and analysis of microscopic charcoal from wood, leaves and grasses[J]. Holocene, 1998, 8(3): 341-346.

[42] Earle C J, Brubaker L B, Anderson P M. Charcoal in northcentral Alaskan Lake sediments: Relationships to fire and late-Quaternary vegetation history[J]. Review of Palaeobotany & Palynology, 1996, 92(1-2): 83-95.

[43] Thinon C M. Pedoanthracological contribution to the study of the evolution of the upper treeline in the Maurienne valley (north French Alps): Methodology and preliminary data[J]. Review of Palaeobotany and Palynology, 1996, 91(1): 399-416.

[44] Marlon J R. Wildfire responses to abrupt climate change in North America[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences, 2009, 106(8): 2519-2524.

[45] Chandler C C, Roberts C F. Problems and priorities for forest fire research[J]. Journal of Forestry, 1973, 71(10): 625-626.

[46] Clark J S. Effect of climate change on fire regimes in northwestern Minnesota[J]. Nature, 1988, 334(6179): 233-235.

[47] Neary D G, Klopatek C C, Debano L F, et al. Fire effects on belowground sustainability: A review and synthesis[J]. Forest Ecology and Management, 1999, 122(1): 51-71.

[48] 胡海清, 魏书精, 孙龙, 等. 气候变化、火干扰与生态系统碳循环[J]. 干旱区地理, 2013, 36(1): 57-75. [Hu Haiqing, Wei Shujing, Sun Long, et al. Interaction among climate change, fire disturbance and ecosystem carbon cycle[J]. Arid Land Geography, 2013, 36(1): 57-75. ]

[49] Belcher C M, Mander L, Rein G, et al. Increased fire activity at the Triassic/Jurassic boundary in Greenland due to climate-driven floral change[J]. Nature Geoscience, 2010, 3(6): 426-429.

[50] Li S F, Hughes A C, Su T, et al. Fire dynamics under monsoonal climate in Yunnan, SW China: Past, present and future[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2016, 465: 168-176.

[51] Lundeen Z J, Brunelle A. A 14,000-year record of fire, climate, and vegetation from the Bear River Range, southeast Idaho, USA [J]. The Holocene, 2016, 26(6): 833-842.

[52] Zachos J. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present[J]. Science, 2001, 292(5517): 686-693.

[53] Zachos J C, Dickens G R, Zeebe R E. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics[J]. Nature, 2008, 451(7176): 279-283.

[54] Miller K G, Mountain G S. Drilling and dating New Jersey Oligocene-Miocene sequences: Ice volume, global sea level, and exxon records[J]. Science, 1996, 271(5252): 1092-1095.

[55] Abels H A, Hilgen F J, Krijgsman W, et al. Long-period orbital control on middle Miocene global cooling: Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the blue clay formation on Malta[J]. Paleoceanography, 2005, 20(4): PA4012, doi: 10.1029/2004pa001129.

[56] Madelaine B. The Miocene climatic optimum: Evidence from ectothermic vertebrates of central Europe[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2003, 195(3): 389-401.

# Charcoal records during the Middle Miocene and its paleoclimatic significance in the Wushan Basin, northeastern Tibetan Plateau

ZHOU Xuewen[1], WEI Xiao[1], CHEN Peng[1], SHI Tianyu[1], HUI Zhengchuang[1,2,3]

(1. College of Geography and Environmental Science, Henan University, Kaifeng 475004, Henan, China; 2. National Demonstration Center for Environmental and Planning, Henan University, Kaifeng 475004, Henan, China; 3. Henan Key Laboratory of Earth System Observation and Modeling, Henan University, Kaifeng 475004, Henan, China)

**Abstract:** Fire activity is an important part of ecosystem dynamics which can be indicative of paleoclimatic and paleoenvironmental change. Reconstructing the history of fire can help us to understand wildfire mechanisms and past climatic patterns. However, globally, there are few high-resolution fire records for the Miocene. Micro-charcoal preserved in sediments can provide a basis for reconstructing the history and variations of wildfire activity. Micro-charcoal concentration (MC) can be used as a proxy for the intensity of fire activity, and particle size can, to a certain degree, indicate the extent of fire activity. Micro-charcoal particle shape can also be usefully classified into two distinct shapes according to length/width ratio (L/W): sub-round (L/W<2.5) and sub-long (L/W>2.5); these represent woody and herbaceous sources, respectively. We use high-resolution charcoal records to reconstruct fire history in the Wushan Basin (a semi-aid and semi-humid region in China) during the Middle Miocene (15.30−13.60 Ma). We discuss fire-climate-vegetation relationships, and possible links to global changes, by comparing our findings with complementary data (specifically pollen from the Nanyu section of the Wushan Basin, and global deep-sea foraminiferal $\delta^{18}O$ records). Our results show that: (1) Total micro-charcoal concentration ($MC_{total}$) varies from 59 to 4324 grains·$g^{-1}$ (averaging 835 grains·$g^{-1}$); particle sizes finer than 50 μm (MC<50 μm) form the main component; and sub-round particles ($MC_R$) are much more abundant than sub-long ($MC_L$) ones. Together, these findings suggest that fire activity was dominated by the burning of trees, which mainly occurred on a regional scale as fires in the forest area. From variations in $MC_{total}$ over time, we divide the Middle Miocene fire history of the study area into two phases: Phase I (15.30−14.00 Ma), during which $MC_{total}$ gradually increased (averaging 866 grains·$g^{-1}$); and Phase II (14.00−13.60 Ma), characterized by a dramatic decrease in $MC_{total}$ (averaging 777 grains·$g^{-1}$). (2) Analysis of sporopollen assemblages has shown that there was open forest with low humidity during the period 15.30−14.38 Ma; humidity and forest density increased during the period 14.38−14.00 Ma; then tree cover and humidity decreased significantly during the period 14.00−13.60 Ma. (3) Variations in $MC_{total}$ through the Middle Miocene show similar trends to arboreal pollen percentage, and the $MC_R$ trend correlates strongly with changes in broad-leaved plant pollen percentage. Therefore, we propose that the intensity of fire activity in the Wushan Basin during the Middle Miocene was strongly linked to changing forest coverage, especially changes in the extent of broad-leaved forest. Additionally, by comparing the $MC_{total}$ trend with global deep-sea $\delta^{18}O$ records (from benthic foraminifera), we propose that global temperature changes may have influenced the intensity of fire activity through effects on vegetation in the study area.

**Key words:** Wushan Basin; Mid Miocene; charcoal; fire; paleoclimate